

Jan DEGIRMENDŹIĆ 

UNIwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych

**DELIMITACJA PRĄDÓW STRUMIENIOWYCH NAD
PÓŁKULĄ PÓŁNOCNĄ NA PODSTAWIE REANALIZ ERA5
O WYSOKIEJ ROZDZIELCZOŚCI PRZESTRZENNEJ**

THE DELIMITATION OF JET STREAMS
IN THE NORTHERN HEMISPHERE ON THE BASIS
OF HIGH-RESOLUTION ERA5 REANALYSIS

Wstęp

Prądy strumieniowe w górnej troposferze to strugi silnych wiatrów o dominującej składowej strefowej, obserwowane w przestrzeni 3D i definiowane z użyciem kryteriów dotyczących prędkości wiatru oraz gradientów horyzontalnych i pionowych tego parametru (Reiter 1963). Integralną częścią prądów strumieniowych są lokalne mezoskalowe maksima prędkości wiatru osadzone w osi prądu, tzw. jet streak (JS). Z uwagi na to, że prąd strumieniowy jest najsilniejszy w obrębie struktury JS, jet streaki można traktować jako newralgiczne strefy prądów strumieniowych, które definiują pozycję geograficzną i aktywność prądu. Konsekwentnie, identyfikację pozycji jet streaków traktuje się jako rodzaj delimitacji prądu strumieniowego.

Prądy strumieniowe, a szczególnie układy JS związane z polem silnej dywergencji i konwergencji (zob. model 4QM opisujący pole dywergencji JS, m.in. Beebe, Bates 1955), istotnie wpływają na dynamikę atmosfery, a w konsekwencji na ekstremalne zjawiska pogodowe w różnych skalach przestrzennych, np. niżej pozazwrotnikowe, tornada, szkwały, grad, wyładowania elektryczne oraz intensywną konwekcję (Degirmendźić 2011b). Natomiast z punktu widzenia współczesnej zmiany klimatu, prądy strumieniowe należy traktować jako czuły system reagujący na zmiany różnych elementów klimatu, m.in. południkowego hemisferycznego gradientu temperatury powietrza (Barnes, Screen 2015). Analiza parametrów prądów strumieniowych, takich jak pozycja oraz prędkość wiatru w rdzeniu, jest ważną częścią badań klimatycznych. Wynikiem tego rodzaju analiz jest np. wykrycie zachodzących zmian szerokości geograficznej podzwrotnikowego prądu strumieniowego na półkuli północnej. Przemieszczanie ku biegunowi prądu STJ (ang.

Subtropical Jet) zostało opisane w wielu opracowaniach (m.in. Pena-Ortiz i in. 2013; Abish i in. 2015). Obserwacja ta jest zgodna z teorią ocieplania Arktyki i sprzężonych zmian klimatycznych (Barnes, Screen 2015).

Na mapach prezentowanych w niniejszej pracy widoczne są następujące struktury prądów strumieniowych:

1. Prąd północno-atlantycki (ang. *North Atlantic Jet* - NAJ) - występuje nad Północnym Atlantykiem.
2. Prąd północno-pacyficzny (ang. *North Pacific Jet* - NPJ) - występuje nad Północnym Pacyfikiem.
3. Prąd wschodnio-azjatycki (ang. *East Asian Jet* - EAJ) - rozwija się nad południowo-wschodnią Azją oraz zachodnim Pacyfikiem, a więc częściowo pokrywa się z NPJ.
4. Prąd himalajski (ang. *Himalayan Jet* - HJ) - występuje nad Himalajami i Wyżyną Tybetańską; analizowany jest często w literaturze z uwagi na jego wyraźne zmiany związane ze współczesnym ocieplaniem klimatu (Thapa i in. 2020).
5. Prąd północnoafrykańsko-azjatycki (ang. *North Africa-Asian Jet* - NAAJ) - sytuuje się nad północno-wschodnią Afryką, Półwyspem Arabskim oraz Iranem, Irakiem i Pakistanem.

Ponadto regionalne struktury prądów strumieniowych określane są mianem: podzwrotnikowy prąd strumieniowy (ang. *Subtropical Jet* - STJ) oraz polarny prąd strumieniowy (ang. *Polar Front Jet* - PFJ). W niniejszej pracy w większości przypadków wykorzystuje się skróty w miejsce pełnych nazw regionalnych prądów strumieniowych. Autor wykorzystał też skróty angielskie definiujące układ współrzędnych wykorzystany w analizach: *lat* - szerokość geograficzna, *lon* - długość geograficzna, *alt* - wysokość w atmosferze, z uwagi na ich powszechne wykorzystywanie.

Określanie parametrów prądów strumieniowych, takich jak pozycja geograficzna i prędkość wiatru w rdzeniu prądu, oparte jest na różnych algorytmach detekcji tego układu. Przegląd stosowanych algorytmów zamieszczono w tabeli 1. Uwzględniono tylko takie procedury, które wyodrębniają z pola wiatru (delimitują) integralną strukturę prądu strumieniowego. Nie uwzględniono prac, które prezentują tylko ciągle pola wiatru 2D (*lat*×*lon*) bez wyodrębnionej struktury prądu. Dane wejściowe stanowią reanalizy o różniącej się rozdzielczości przestrzennej (horyzontalnej oraz pionowej) oraz czasowej. Kryteria definiujące wystąpienie prądu strumieniowego lub części jego struktury (ang. *jet center*, *jet core*) są określone w domenie 2D (*lat*×*lon*, *lat*×*alt*) lub 3D (*lat*×*lon*×*alt*). Wykorzystuje się dane z powierzchni izobarycznych w warstwie 500-100 hPa lub uśrednione w tym profilu.

Istnieją trzy podstawowe metody określania pozycji rdzenia prądu (tab. 1). Na taką pozycję wskazuje: 1. maksimum prędkości wiatru w profilu południkowym, 2. maksimum prędkości wiatru w przekroju 2D *lat*×*alt*, 3. lokalne maksimum prędkości wiatru na wybranej powierzchni izobarycznej. Dwie kolejne metody stosuje się w celu wyodrębnienia całej struktury prądu (nie tylko rdzenia). Składa się ona z gridów o prędkości wiatru większej od wartości progowej na płaszczyźnie *lat*×*lon* lub z analogicznych gridów w przestrzeni 3D (*lat*×*lon*×*alt*).

Detekcja prądów strumieniowych w domenie 3D jest metodą najprecyzyjniej odzwierciedlającą stan realny, z uwagi na to, że rdzeń prądu migruje między sąsiadującymi powierzchniami izobarycznymi. Detekcja 3D pozwala zidentyfikować fluktuacje wysokości rdzenia i generować parametry prądu związane z dokładną jego pozycją w przekroju atmosfery. Istnieje więcej bardziej zaawansowanych procedur delimitujących prądy strumieniowe, nie są one jednak powszechnie stosowane. W tabeli 1 wymieniono dwie takie metody: pierwszą, wykorzystującą algorytm Dijkstry (Molnos i in. 2017) oraz drugą, opartą na analizie geostroficzných linii prądu (Gallego i in. 2005).

Dodatkowo należy wskazać opracowanie Archer i Caldeira (2008a), w którym przedstawiono analizę parametrów charakteryzujących z definicji strukturę prądu (tj. szerokość geograficzną i prędkość wiatru w strudze prądu oraz ciśnienie na poziomie prądu strumieniowego), natomiast autorzy nie delimitują struktury prądu strumieniowego. Z tej przyczyny nie uwzględniono tego opracowania w tabeli 1. Mimo pewnych kontrowersji metodologicznych, ta praca jest często cytowana oraz stała się elementem interesującej polemiki, która rozwinęła się na łamach *Journal of Geophysical Research* (Strong, Davis 2008; Archer, Caldeira 2008b).

Hemisferyczne oraz globalne rozkłady prądów strumieniowych przedstawione w pracach z tabeli 1 odzwierciedlają przede wszystkim struktury prądu w makroskali, tj. strumienie: NAAJ, EAJ, NPJ, NAJ, tworzące strukturę spirali (Koch i in. 2006). Te makrostruktury są efektem oddziaływania procesów wielkoskalowych, tj. transportu momentu pędu w zafalowaniach polarnej strefy baroklinowej (ang. *eddy-driven jets*) oraz w górnej gałęzi komórki Hadleya, czyli de facto kontrastu temperatury w strefie międzyzwrotnikowej (ang. *thermally-driven jets*) (Li, Wettstein 2012). Trudno jest przypisać konkretny mechanizm prądotwórczy danej strukturze prądu strumieniowego na terminowej mapie, ponieważ oba wielkoskalowe procesy znajdują się w ciągłej interakcji (Lee, Kim 2003). Natomiast średnie klimatyczne makrostruktury prądów można próbować wiązać z dominującym procesem kształtującym aktywność prądu. Przykładem jest praca Li i Wettstein (2012), w której autorzy potwierdzają związek NAJ z procesami zachodzącymi w strefie frontu polarnego, natomiast strudze NPJ przypisują dodatkowo genę podzwrotnikową, co oznacza, że prąd strumieniowy nad Pacyfikiem jest generowany przez oba mechanizmy makroskalowe.

Głównym celem niniejszej pracy jest delimitacja prądów strumieniowych. Polega ona na identyfikacji regionów o najwyższym potencjale cyklogenetycznym, czyli tzw. jet streaków. Są to alfa-mezoskalowe lokalne maksima prędkości wiatru (Blanchard i in. 1998) widoczne w płaszczyźnie horyzontalnej, osadzone w osi prądu strumieniowego. Procedura delimitacji polega na identyfikacji punktów centralnych jet streaków. Punkty te oznaczono symbolem *JSC* (ang. *jet streak center*). Według wiedzy autora jest to pierwsza automatyczna procedura wyznaczania centrów jet streak w literaturze światowej, przy czym trzeba zaznaczyć, że zespół naukowców z Nanjing University (Chiny) przeprowadził delimitację EAJ w 2D (lat×lon) identyfikując lokalne maksima prędkości wiatru za pomocą matrycy 5°×5° (8 gridów wokół gridu centralnego). Autorzy nazwali grid centralny „jet center” (Zhang i in. 2008). Z kolei Ren i in. (2011) zastosowali matrycę 10°×10°

Tabela 1. Kryteria delimitacji struktury prądów strumieniowych, bazy danych wykorzystywane do delimitacji oraz lista wybranych prac naukowych, w których zastosowano wymienione kryteria.

Table 1. Criteria for the jet stream structure delimitation, databases used for the delimitation and a list of selected scientific papers referring to the above-mentioned criteria.

Kryteria/Criteria	Reanalizy, rozdzielczość przestrzenna (°)/ Reanalysis, spatial resolution (°)	Prace naukowe/ Scientific papers (i in. = et al.)
<p>Pozycja rdzenia prądu → punkt siatki o maksymalnej prędkości wiatru (V_{MAX}) w profilu potencjometrycznym na powierzchni izobarycznej (np. 200, 300 hPa) lub na powierzchni maksymalnego wiatru (SMW). Kryterium opcjonalne: $V_{MAX} > 30$ lub 25.7 ms^{-1}.</p> <p>Jet core position → grid with the maximum wind speed (V_{MAX}) in latitudinal profile at isobaric surface (e.g. 200, 300 hPa) or at the surface of maximum wind (SMW). Optional criterion: $V_{MAX} > 30$ or 25.7 ms^{-1}.</p>	<p>20CR, v. 2 (2°) NCEP-NCAR (2.5°) JRA-55 (1.25°) NCEP/DOE II (2.5°) ERA-Interim (1°)</p>	<p>Belmecheri i in. (2017) Strong, Davis (2007, 2008) Chenoli i in. (2017) Thapa i in. (2020) Barton, Ellis (2009) Zolotov i in. (2018)</p>
<p>Pozycja rdzenia prądu → punkt siatki stanowiący lokalne maksimum prędkości wiatru (V_{MAX}) lub maksimum składowej strefowej (U_{MAX}) w przekroju lat-alt wzdłuż wybranych południków.</p> <p>Detekcja w warstwie 400–100 hPa. $V_{MAX} > 40$ lub 30 ms^{-1}. Kryterium opcjonalne: $U_{MAX} > 0 \text{ ms}^{-1}$.</p> <p>Jet core position → grid defined as a local wind speed maximum (V_{MAX}) or zonal wind maximum (U_{MAX}) in lat-alt profile along the selected meridians. Detection within 400–100 hPa layer. $V_{MAX} > 40$ or 30 ms^{-1}. Optional criterion: $U_{MAX} > 0 \text{ ms}^{-1}$.</p>	<p>MERRA (lat×lon; 0.5°×0.6667°) ERA-40 (0.5°) NCEP-NCAR (2.5°) MERRA-2 (lat×lon; 0.5°×0.625°) ERA-Interim (lat×lon; 0.75°×0.75°) JRA-55 (0.5625°) NCEP's CFSR (0.5°)</p>	<p>Manney i in. (2014) Schiemann i in. (2009) Pena-Ortiz i in. (2013) Manney, Hegglin (2018)</p>
<p>Pozycja rdzenia prądu → punkt siatki stanowiący lokalne maksimum prędkości wiatru (V_C) na powierzchni izobarycznej (np. 300 hPa) – tzw. „jet center/core”. Kryteria wyróżnienia „jet center/core”: V_C (w gridzie centralnym C) $> 30 \text{ ms}^{-1}$ lub $> 50 \text{ ms}^{-1}$, V w 8 (lub 24) gridach otaczających $< V_C$. Kryterium opcjonalne: V w 8 gridach otaczających $> 30 \text{ ms}^{-1}$.</p> <p>Jet core position → grid defined as a local wind speed maximum (V_C) at isobaric surface (e.g. 300 hPa) – i.e. jet center/core. The criteria defining jet center/core: V_C (at central grid C) $> 30 \text{ ms}^{-1}$ or $> 50 \text{ ms}^{-1}$, V at 8 (or 24) surrounding grids $< V_C$. Optional criterion: V at 8 surrounding grids $> 30 \text{ ms}^{-1}$.</p>	<p>NCEP-NCAR (2.5°)</p>	<p>Zhang i in. (2008) Ren i in. (2010)</p>
<p>Pozycja rdzenia prądu → linia prądu o maksymalnej prędkości wiatru geostroficznego uśrednionej wzdłuż linii prądu, okrążająca całą półkulę (praca dotyczy plk. pld).</p> <p>Jet core position → streamline surrounding the entire hemisphere featuring maximum, averaged along the streamline, wind speed (the analysis concerns SH).</p>	<p>NCEP-NCAR (2.5°)</p>	<p>Gallego i in. (2005)</p>

Tabela 1. Kryteria delimitacji struktury prądów strumieniowych, bazy danych wykorzystane do delimitacji oraz lista wybranych prac naukowych, w których zastosowano wymienione kryteria.

Table 1. Criteria for the jet stream structure delimitation, databases used for the delimitation and a list of selected scientific papers referring to the above-mentioned criteria.

Kryteria/Criteria	Reanalizy, rozdzielczość przestrzenna (°)/ Reanalysis, spatial resolution (°)	Prace naukowe/ Scientific papers (i in. = et al.)
Struktura prądu 3D (lat-lon-alt) → punkty siatki o prędkości wiatru $V > 40 \text{ ms}^{-1}$. Makrostruktura prądu składa się z rozłącznych struktur o mniejszej skali. 3D jet stream structure → grids with wind speed $V > 40 \text{ ms}^{-1}$. Macro-structure of the jet comprises separated smaller-scale wind features.	ECMWF analysis (1°)	Limbach i in. (2012)
Struktura prądu 2D (lat-lon) → punkty siatki o prędkości wiatru $V > 30 \text{ ms}^{-1}$. Pole wiatru na powierzchni izobarycznej (np. 250 hPa) lub uśrednione w warstwie 400-100 hPa. 2D jet stream structure (lat-lon) → grids with wind speed $V > 30 \text{ ms}^{-1}$. Wind field at isobaric surface (eg. 250 hPa) or averaged within 400-100 hPa layer.	ERA-15 (1°) NCEP-NCAR (2.5°)	Koch i in. (2006) Shaffie i in. (2021)
Algorytm Dijkstra optymalny przebieg rdzenia prądu strumieniowego na powierzchni izobarycznej. Wykorzystuje pole prędkości i wektorów wiatru oraz średnie klimatologiczne szerokości geograficzne prądu strumieniowego. Dijkstra's shortest path algorithm used for the jet core delimitation at the isobaric surface. The algorithm based on the wind scalar and vector fields as well as the mean climatological geographic latitudes of the jet stream.	ERA-Interim (0.75°)	Molnos i in. (2017)

(24 gridy otaczające grid centralny) i nazwali wykryte punkty „jet core”. Jednak punkty sklasyfikowane jako „jet center” oraz „jet core” identyfikują struktury w polu wiatru (a dokładnie gridy centralne tych struktur) o niezdefiniowanej skali przestrzennej, natomiast jet streaki z definicji są zjawiskami mezoskalowymi (zob. rozdział Metody detekcji).

Cele szczegółowe opracowania są następujące:

1. Sporządzenie map częstości jet streaków o charakterze klimatologicznym, obejmujących 40-lecie 1981-2020, opartych na danych ERA5 o dużej rozdzielczości $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Istniejące w literaturze przedmiotu klimatologiczne mapy prądów strumieniowych oparte są na danych o mniejszej rozdzielczości przestrzennej (zob. tab. 1),
2. Sporządzenie map średniej prędkości wiatru w centrum jet streak,
3. Identyfikacja wpływów lokalnych, np. wpływu orografii w polu częstości jet streak i/lub w polu prędkości wiatru.

W pracach cytowanych w tabeli 1 z uwagi na niską oraz średnią rozdzielczość zastosowanych baz danych nie zobrazowano wpływów lokalnych na rozkład prądów strumieniowych. Procedura prezentowana w niniejszym opracowaniu stanowi pierwszy z dwóch etapów delimitacji jet streaków, która docelowo ma mieć charakter 3D. Wyniki delimitacji 3D zostaną wykorzystane do oceny trendów pozycji oraz aktywności jet streaków.

We wstępie zamieszczono podstawowe informacje o znaczeniu prądów strumieniowych oraz jet streaków, podano nazwy regionalne prądów strumieniowych, syntetycznie scharakteryzowano stosowane metody delimitacji prądów strumieniowych (tab. 1) oraz sformułowano cele analizy. Rozdział „Dane” jest opisem bazy ERA5 oraz elementów meteorologicznych wykorzystanych do analizy. W sekcji „Metody...” scharakteryzowano procedurę detekcji jet streaków, w tym konstrukcję maczyzy sferycznej o stałym promieniu R . Opisano własności odróżniające maczyzę o stałym promieniu od maczyzy o zmiennych rozmiarach wyrażonych w stopniach ($\text{lat} \times \text{lon}$). Podano także informacje dotyczące konstrukcji map częstości jet streaków oraz prędkości wiatru w centrach jet streaków. Rozdział „Pola częstości...” przedstawia charakterystykę rozkładu przestrzennego prądów strumieniowych w czterech sektorach półkuli północnej. W ostatniej sekcji „Podsumowanie i dyskusja” zestawiono wszystkie makrostruktury prądów strumieniowych, które określono w wyniku delimitacji. Podkreślono zróżnicowanie regionalne cech morfologicznych tych struktur. Wytypowano również obszary, w których częstość jet streaków związanych z orografią jest wysoka.

Dane

W algorytmie detekcji układów jet streak wykorzystano składowe wiatru strefową U oraz południkową V z bazy Reanaliz ECMWF ERA5 (Hersbach i in. 2018). Dane wejściowe były uporządkowane w regularnej siatce $\text{lat} \times \text{lon}$ o rozdzielczości $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Analizowano pola wiatru na powierzchni 300 hPa w sezonie zimowym (DJF) oraz 40-leciu 1981-2020. Warto zaznaczyć, że powierzchnia 300 hPa znajduje się ponad wierzchołkiem Mount Everestu – w miesiącach zimowych średnie ciśnienie w tym punkcie oscyluje

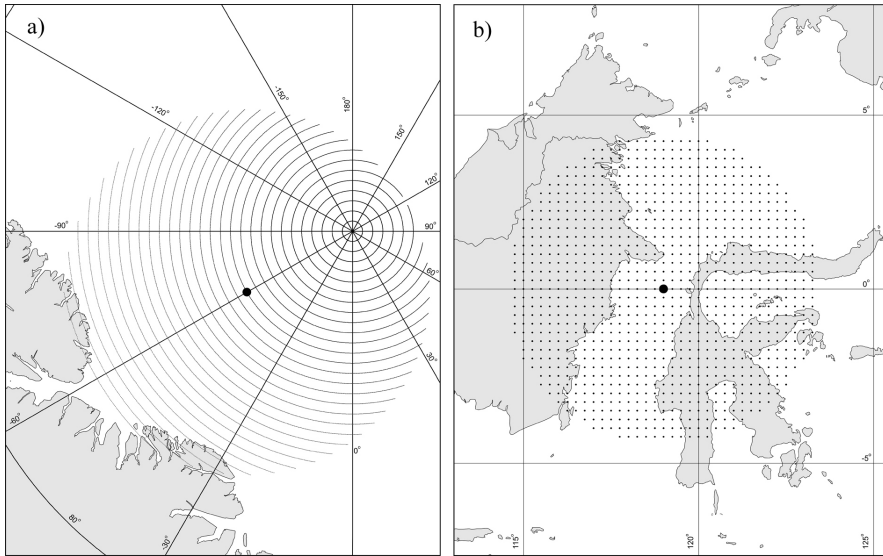
wokół 324 hPa (Szymczak i in. 2021). Detekcję jet streaków przeprowadzono w polach o rozdzielczości 6h (0, 6, 12, 18 UTC). Domenę geograficzną $\text{lat} \times \text{lon}$ ogranicza 90°N oraz 10°S . Macierz danych przekracza równik i sięga do 10°S po to, aby umożliwić matrycy sferycznej o promieniu $R = 500$ km detekcję lokalnych maksimum prędkości wiatru na całej powierzchni półkuli północnej, włącznie z równikiem (rys. 1b).

Metody detekcji jet streaków oraz konstrukcja rozkładów 2D

Procedura identyfikacji jet streaków polega na zweryfikowaniu, czy prędkość wiatru w danym gridzie siatki stanowi lokalne maksimum. Weryfikacji podlega każdy grid siatki $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ na powierzchni 300 hPa w zakresie $0-90^\circ\text{N}$. Procedura jest powtarzana dla wszystkich pól terminowych w badanym wieloleciu. Dany grid jest identyfikowany jako lokalne maksimum prędkości, jeżeli spełnia dwa kryteria: $V_{JSC} > 50 \text{ ms}^{-1}$ oraz $V_i < V_{JSC}$, przy czym JSC oznacza centralny punkt jet streaka, natomiast i oznacza i -ty punkt gridowy znajdujący się nie dalej od gridu JSC niż 500 km. Indeks „ i ” wskazuje na kolejne gridy zaliczone do matrycy sferycznej o promieniu $R = 500$ km oraz środka w punkcie JSC (rys. 1a, b). Warunek $V_i < V_{JSC}$ jest sprawdzany dla każdego gridu tej matrycy. Maksymalna wartość „ i ” jest zmienna – zależy od szerokości geograficznej punktu JSC . Najwyższa maksymalna wartość „ i ” wynosi 24 481 dla matrycy o środku JSC znajdującym się na biegunie – tyle gridów tworzy matrycę sferyczną wycentrowaną w punkcie 90°N (dalej w tekście matryca sferyczna: SC – Spherical Cap). Im niższa szerokość geograficzna punktu JSC , tym mniejsza liczba gridów wypełniających SC o stałym promieniu, tj. $SC_{R=500 \text{ km}}$ (rys. 1a, b).

Odległość punktów-kandydatów tworzących matrycę $SC_{R=500 \text{ km}}$ od gridu JSC jest obliczana wzdłuż ortodromy pomiędzy punktem JSC a każdym pozostałym gridem z zakresu $10^\circ\text{S}-90^\circ\text{N}$. Z uwagi na dużą czasochłonność takiej procedury wprowadzono jej optymalizację, tj. efektywność obliczeń zwiększono testując gridy sekwencyjnie: w kierunku na północ od gridu JSC z krokiem 0.25° (pętla zewnętrzna) oraz wzdłuż równoleżników z krokiem 0.25° (pętla wewnętrzna). Analogiczną procedurę zrealizowano w kierunku na południe od gridu JSC . Jeżeli procedura identyfikuje grid odległy o więcej niż R od gridu JSC , kończy skanowanie aktualnego równoleżnika i wykonuje skan kolejnego równoleżnika. R , czyli promień matrycy, jest zdefiniowany jako odcinek koła wielkiego o długości 500 km, o początku w punkcie JSC . Końcowe punkty wszystkich takich odcinków wyznaczają zasięg matrycy $SC_{R=500 \text{ km}}$. Wybrano próg 50 ms^{-1} , aby wyróżnić tylko jet streaki o silnym potencjale cyklogenetycznym (Degirmendžić 2021).

Detekcję JSC wykonano w polach o rozdzielczości 6 h w okresie 40-letnim 1981-2020. Wykryto 311712 gridów centralnych jet streaków, a więc tyleż samo układów JS. Do dalszej analizy zarchiwizowano szerokość oraz długość geograficzną punktu JSC i prędkość wiatru V_{JSC} . Prezentowane wyniki dotyczą sezonów zimowych (DJF) od 01.01.1981 do 31.12.2020.



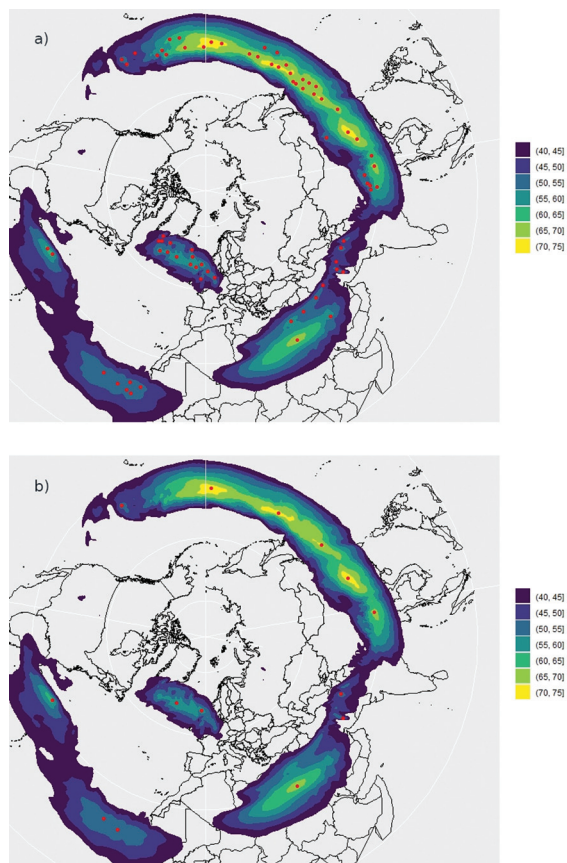
Rys. 1. Punkty gridowe tworzące macierz sferyczną o stałym promieniu $R = 500$ km. Punkt centralny macierzy (pogrubiona kropka) usytuowany w gridzie 87°N , 60°W (a) oraz 0° , 119°E (b).

Fig. 1. Grid points forming the spherical cap matrix with constant radius $R = 500$ km.

Central point (solid dot) is situated at grid 87°N , 60°W (a) and 0° , 119°E (b).

W procesie wyboru odpowiedniej macierzy, która miała zostać wykorzystana do detekcji jet streak, testowano różne macierze: oparte na regularnej siatce geograficznej $\text{lat} \times \text{lon}$ (np. $3^{\circ} \times 3^{\circ}$, $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ i inne), macierze $SC_{R = \text{const}}$ ($R = 100, 200, 300, 350, 400, 500$ km), a także macierze SC o zmiennym R (gdzie R jest długością łuku równoleżnika przechodzącego przez grid JSC , odpowiadającą ustalonej $\Delta\lambda$, przy czym λ jest długością geograficzną). Wadą macierzy $\text{lat} \times \text{lon}$ jest to, że zmniejszają swoje rozmiary ku biegunowi. W rezultacie wykrywają „struktury” o coraz mniejszej skali przestrzennej, co w przypadku pola prędkości wiatru, cechującego się dużą zmiennością przestrzenną, może objawiać się systematycznym wzrostem udziału *small-scale wind features* w ogólnej liczbie wykrytych lokalnych maksimów w profilu południkowym, wraz ze zwiększaniem szerokości geograficznej.

Macierze SC o stałym, lecz niewielkim R , np. 100-200 km, identyfikują struktury o małej skali, leżące blisko siebie, których nie można zaklasyfikować jako jet streaki, a jedynie jako tzw. jet center (rys. 2a). Zastosowanie macierzy SC o stałym $R = 500$ km powoduje, że wykryte i sąsiadujące ze sobą punkty gridowe JSC nie mogą znajdować się bliżej niż wartość R (rys. 2b). To z kolei oznacza, że wyodrębnione struktury „mają możliwość” osiągnięcia wymiarów (w przypadku eliptycznego kształtu ich większy wymiar to długość jet streak definiowana wzdłuż linii prądu) większych niż $2R$ ($=1000$ km). Sformułowanie „mają możliwość” oznacza, że zastosowane kryterium odseparowuje od siebie sąsiadujące gridy JSC , nie identyfikując żadnych słabszych lokalnych maksimów prędkości w przestrzeni pomiędzy sąsiadującymi JSC (rys. 2b). W rezultacie każdy jet streak może stanowić alfa-mezoskalowy układ. Jet streaki o mniejszych rozmiarach również mogą być



Rys. 2. Identyfikacja punktów centralnych jet streaków w terminowym polu wiatru na powierzchni 300 hPa (czerwone kropki). Zastosowano macierz sferyczną o promieniu $R = 100$ km (a) oraz $R = 500$ km (b). Skalę barwną opisują wartości prędkości wiatru [ms^{-1}]

Fig. 2. Identification of the central points of jet streaks in 6-hourly wind field at 300 hPa level (red dots). The spherical cap matrix with radius $R = 100$ km (a) and $R = 500$ km (b) is applied. Colour bar is described with wind speed values [ms^{-1}]

wykrywane, co jest mankamentem zastosowanej metody, ale ich liczba będzie mniejsza w porównaniu do analogicznej będącej rezultatem zastosowania SC o $R < 500$ km. Rozwiązaniem przedstawionego problemu byłoby opracowanie automatycznej procedury eliminującej w procesie detekcji układy o wymiarach mniejszych niż minimum charakteryzujące dany zakres skali przestrzennej. Taka procedura nie została jeszcze w literaturze przedstawiona, gdyż wymaga ona zautomatyzowanego opisu pełnej morfologii jet streak. Do tej pory tego typu analizy wykonuje się manualnie lub półautomatycznie za pomocą interaktywnych skryptów (Harnack, Quinlan 1989; Clark i in. 2009).

Jet streak z definicji (Blanchard i in. 1998) stanowi zjawisko alfa-mezoskalowe, tj. zakres tej skali wyznaczają wartości 200 i 2000 km (Orlanski 1975). Natomiast z uwagi na to,

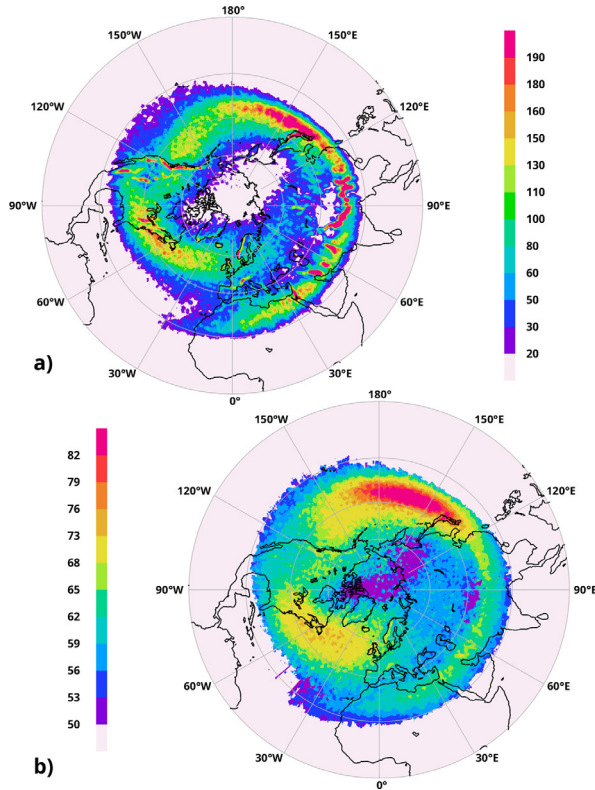
że zdecydowana większość jet streaków cechuje się długością >1000 km (Clark i in. 2009), przyjęto $R = 500$ km jako promień matrycy wykorzystanej do detekcji JS. W rezultacie średnica matrycy $2R = 1000$ km pokrywa się z dolną granicą długości większości układów JS. Tak skonstruowana matryca ma oczekiwaną własność, tj. cechuje ją ograniczona wykrywalność lokalnych maksimów prędkości, gdy występują one w dużym zagęszczeniu blisko siebie i z uwagi na niewielką skalę przestrzenną nie mogą być klasyfikowane jako jet streaki. Warto też dodać, że wizualna analiza map przedstawiających wyniki detekcji jet streaków matrycą $SC_{R=500\text{ km}}$ potwierdza, że wykryte maksima posiadają cechy morfologiczne charakterystyczne dla układu jet streak (rys. 2b).

Przedstawiona w opracowaniu analiza jest oparta na dwóch rodzajach map: 1. liczby jet streaków (N_{JS}) oraz 2. średniej prędkości wiatru w punkcie centralnym jet streak (V_{JSC}). Z uwagi na wysoką rozdzielczość przestrzenną pól ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) występują takie gridy, w których w całym 40-leciu w sezonie zimowym nie wystąpił ani jeden jet streak. Związana z tym duża zmienność *grid-to-grid* utrudnia interpretację rozkładu przestrzennego badanego zjawiska. Z tego względu pola wygładzono, zastępując zliczenia jet streaków w gridzie siatki $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ zsumowanymi zliczeniami we wszystkich punktach znajdujących się w odległości ≤ 100 km od tego gridu. Innymi słowy, procedurę wygładzania przeprowadzono stosując matrycę sferyczną $SC_{R=100\text{ km}}$ o środku w kolejnych węzłach siatki $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Analogiczną procedurę wygładzania zastosowano względem pola prędkości, tj. do danego węzła siatki $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ przypisano średnią prędkość wiatru V_{JSC} obliczoną z punktów znajdujących się nie dalej niż 100 km od tego węzła. Matrycę $SC_{R=100\text{ km}}$ wytypowano do wygładzenia pól po analizie wstępnej, w której przeprowadzono eksperymenty wykorzystując różne wartości R . $R = 100$ km stanowi najmniejszą wartość, przy której pola cechują się wystarczającym stopniem szczegółowości i jednocześnie niewielkim poziomem zmienności *grid-to-grid* o charakterze szumu. Parametr $R < 100$ km zwiększyłby poziom szumu, natomiast $R > 100$ km obniżyłby stopień szczegółowości pól, a tym samym ograniczył korzyści interpretacyjne związane z zastosowaniem danych o dużej rozdzielczości przestrzennej. Podsumowując warto zaznaczyć, że w pracy zastosowano dwie matryce: $SC_{R=500\text{ km}}$ i $SC_{R=100\text{ km}}$; pierwszą do detekcji JS, drugą w celu wygładzenia otrzymanych pól.

Przedziały na skalach barwnych dołączonych do map zoptymalizowano metodą prób i błędów, analizując wizualnie obrazy tak, aby oddawały w najlepszym stopniu zmienność przestrzenną badanego zjawiska. Skale liniowe oraz logarytmiczne w oprogramowaniu OpenGrADS okazały się nieprzydatne. Wszystkie algorytmy obliczeniowe opracowano z wykorzystaniem Lahey Fujitsu Fortran 95.

Pola częstości oraz prędkości wiatru układów jet streak

Struktura makroskalowa prądów strumieniowych w górnej troposferze, widoczna na rys. 3a, b, jest zgodna z opisywanym w literaturze wzorcem spirali ze strefą wejścia nad Afryką i strefą wyjścia nad sektorem euroatlantyckim. Oznacza to, że wstęga prądu



Rys. 3. Prądy strumieniowe na powierzchni 300 hPa w sezonie zimowym w latach 1981-2020: (a) liczba jet streaków (N_{JS}), (b) średnia prędkość w centrum jet streak (V_{JSC}) [ms^{-1}].

Pola wygładzono matrycą sferyczną SC o promieniu $R = 100$ km. Skala barwna N_{JS} wskazuje na liczbę jet streaków w wieloletniu w promieniu 100 km.

Fig. 3. Jet streams at 300 hPa level in winter in the years 1981-2020: (a) number of jet streaks (N_{JS}), (b) average wind speed in the central jet streak points (V_{JSC}) [ms^{-1}]. Field smoothed with spherical cap matrix featuring $R = 100$ km. N_{JS} colour bar indicates the number of jet streaks in multiyear period withing the radius 100 km.

strumieniowego na mapach klimatycznych obiega półkulę stopniowo zbliżając się do bieguna (Koch i in. 2006). W polu widoczne są trzy podstawowe struktury prądu: 1. prąd nad Atlantykiem i wschodnią Ameryką Północną (NAJ), 2. prąd nad Afryką, Półwyspem Arabskim i Azją Południową (NAAJ) oraz 3. prąd nad Pacyfikiem i Azją Południowo-Wschodnią (NPJ, EAJ). Nad kontynentami pojawia się wyraźny podział na dwa strumienie (rys. 3a): polarny w wyższych szerokościach geograficznych oraz podzwrotnikowy. Nad oceanami integralność strugi jest utrzymana, z tym, że nad wschodnim Pacyfikiem obserwuje się znaczne rozszerzenie NPJ, tzn. zwiększenie zmienności szerokości geograficznej rdzenia prądu. Liczba JS jest wyraźnie większa nad zachodnią częścią obu oceanów. NPJ nad zachodnim Pacyfikiem jest zorientowany równoleżnikowo, natomiast w miarę zbliżania do wybrzeży Ameryki Północnej jego szerokość geograficzna rośnie.

Prąd nad Atlantykiem (NAJ) nawiązuje do przebiegu Golsztromu (rys. 3a, b). Makrostruktury prądów strumieniowych wynikają z oddziaływania globalnych procesów atmosferycznych, przede wszystkim zachowania momentu pędu w górnej gałęzi komórki Hadleya (de facto z gradientu temperatury w strefie międzyzwrotnikowej) oraz procesów związanych z baroklinowością frontu polarnego. W polu N_{JS} wyraźnie widoczne są również obszary występowania jet streaków związanych z wpływem orografii.

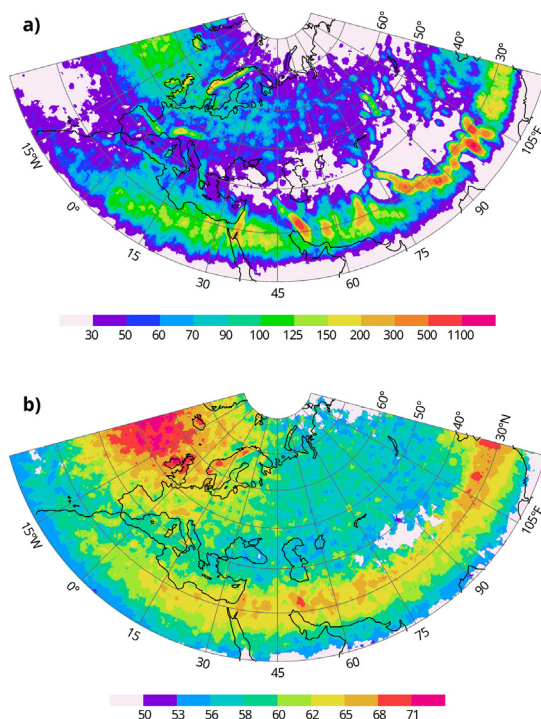
W polu średniej prędkości wiatru V_{JSC} maksima nad barierami górskimi są nadal widoczne, ale zdecydowanie słabiej w porównaniu do pola N_{JS} (rys. 3b). Na przykład Himalajski prąd strumieniowy (HJ) bardzo wyraźnie zaznaczony na rys. 3a zanika całkowicie w polu prędkości (rys. 3b). Świadczy to o tym, że występujące w tym regionie jet streaki nie charakteryzują się podwyższoną prędkością wiatru w porównaniu do obszarów sąsiadujących. Makrostruktury w polu prędkości prądu strumieniowego wskazują, że NAAJ jest strefą najsłabszych wiatrów, NAJ jest nieco silniejszy, a prąd nad zachodnim Pacyfikiem – EAJ (lub zachodnia część NPJ) – jest najsilniejszy spośród wszystkich makroskalowych struktur na półkuli północnej (rys. 3b). Nad wschodnią częścią Oceanu Spokojnego NPJ słabnie i zwiększa swoją średnią szerokość geograficzną u wybrzeży Ameryki Północnej. Nad kontynentem Ameryki polarna gałąź prądu ma swoją kontynuację, natomiast południowa struga prądu, widoczna w polu N_{JS} , zanika w polu prędkości. Granica pomiędzy prądem NAAJ oraz EAJ jest wyraźnie zaznaczona w polu prędkości wiatru w rejonie Himalajów (rys. 3b). W polu częstości jet streaków analogicznej granicy nie można zaobserwować z powodu lokalnych wpływów orografii na pole N_{JS} (rys. 3a).

Na makroskalową strukturę prądów nakładają się cechy morfologiczne o skali regionalnej. Charakterystyka tych cech opiera się na poniższych mapach dotyczących poszczególnych kontynentów, oceanów lub ich części. Rysunki (4a do 7a) wskazują na to, że dominującym czynnikiem regionalnym wpływającym na częstość jet streaków jest orografia. Według Pielke (2013) i Geldenhuys i in. (2021) przepływ powietrza ponad barierą górską ulega kompresji, co powoduje wzrost prędkości wiatru. Mapy N_{JS} potwierdzają, że wpływ orografii zaznacza się nie tylko bezpośrednio ponad barierą gór, ale również w górnej troposferze, na powierzchni 300 hPa.

Sektor Euroazjatycki (30°W–120°E; 20°N–80°N)

Regionalne maksima częstości jet streaków w Azji są najbardziej widoczne w rejonie gór Zagros (na północny wschód od Zatoki Perskiej), gór przylegających do Półwyspu Synaj od wschodu, Himalajów. Szczególnie silne maksimum występuje nad górami północno-wschodniej Birmy, rozciągniętymi wzdłuż południka 98°E (rys. 4a). STJ przemieszczając się nad obszarami o niższej wysokości n.p.m. na wschód od południka 105°E nie tworzy już często lokalnych maksimów prędkości wiatru.

W strukturze PFJ nad centralną i północną Azją zaznacza się maksimum w regionie Sajarów i Altaju. Rolę gór występujących na północ od Wyżyny Tybetańskiej, w tym również gór Altaj, w modyfikowaniu aktywności prądu strumieniowego podkreślają White



Rys. 4. Analogicznie jak na rysunku 3 – sektor euroazjatycki (30°W-120°E; 20°N-80°N).

Fig. 4. As in Fig. 3 but for Eurasian sector (30°W-120°E; 20°N-80°N).

i Battisti (2015). Zimą ten region, a w szczególności kotliny północno-zachodniej Mongolii, znajduje się pod wpływem Wyżu Azjatyckiego (Degirmendżić 2000). Jest wielce prawdopodobne, że ten niski układ wysokiego ciśnienia jest stymulowany konwergencją rozwiniętą w kwadrancie RF jet streaków znajdujących się w rejonie gór Altaj i Sajanów. W Europie zwiększoną liczbę jet streaków obserwuje się nad Górami Skandynawskimi, Alpami (szczególnie nad zachodnimi), Pirenejami oraz nad Szkocją i Islandią (rys. 4a).

W analizowanym sektorze można wydzielić dwie wyraźnie odseparowane strugi prądu: polarną nad środkową i północną Europą, która stopniowo się rozprasza nad Azją, pozostawiając tylko ślad na tym kontynencie. PFJ łączy się z EAJ (struga STJ) nad Morzem Żółtym, Japońskim i Wschodniochińskim. W tym regionie występuje maksimum częstości *merging events*, czyli zdarzeń związanych z łączeniem się strug prądów strumieniowych (Limbach i in. 2012).

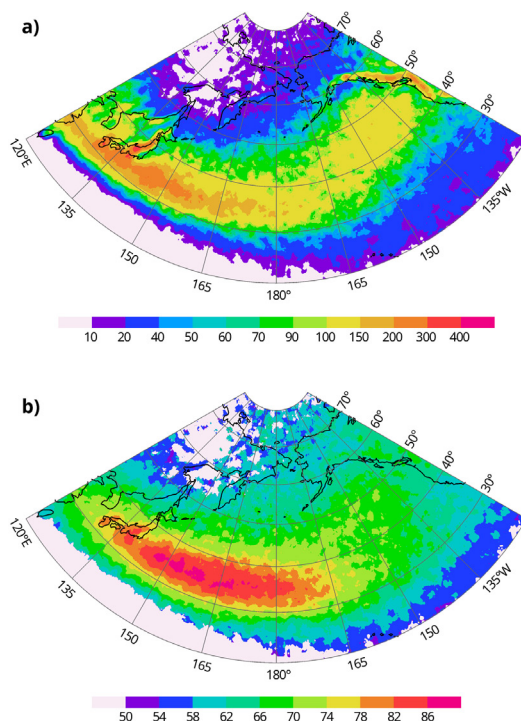
Prąd strumieniowy NAAJ rozpoczyna się nad pograniczem Sahara Zachodnia-Mauretania i jest rozciągnięty wzdłuż równoleżnika 30°N ku wschodowi. Istotne zwiększenie częstości JS występuje nad północno-wschodnią Afryką, nad Półwyspem Synaj oraz Półwyspem Arabskim (rys. 4a).

W strukturze prądu strumieniowego NAAJ można zaobserwować obszary podwyższonych prędkości nad Półwyspem Arabskim, Iranem, Pakistanem i Afganistanem (rys.

4b). Pokrywają się one z maksimumami N_{JS} widocznymi na wschód od Półwyspu Synaj, w rejonie gór Zagros oraz gór zachodniego Pakistanu (zob. rys. 4a). Na wschód od południka 95°E rozpoczyna się EAJ. Zastanawiające jest, że w rejonie Himalajów oraz gór północno-wschodniej Birmy nie obserwuje się regionalnych maksimumów prędkości wiatru V_{JSC} , mimo że częstość jet streaków w tych regionach jest wysoka. Strefa obniżonej średniej prędkości V_{JSC} rozciąga się wzdłuż osi prądu od 75° do 95°E . Tę strefę można traktować jako granicę pomiędzy strukturą NAAJ oraz EAJ. „Biała plama” nad Wyżyną Tybetańską (rys. 4b) wynika z metodologii liczenia średniej prędkości V_{JSC} . Wartość ta nie jest wyznaczana wtedy, gdy w zasięgu matrycy $SC_{R=100\text{km}}$ występuje mniej niż 10 jet streaków w 40-leciu. Struktura STJ nad północną Afryką jest wyraźnie oddzielona od PFJ nad Europą. Strefa rozdzielająca przebiega przez Morze Śródziemne, Bałkany, Półwysep Anatolijski i Morze Czarne. Prąd NAJ ulega rozproszeniu w rejonie Wielkiej Brytanii, tj. silne jet streaki (średnia $V_{JSC} > 70 \text{ ms}^{-1}$) obserwuje się na zachód od Morza Irlandzkiego oraz na południe od Islandii. Na wschód od południka 0° średnia V_{JSC} w strukturze NAJ przekracza 68 ms^{-1} jedynie nad Górami Skandynawskimi. PFJ nad północną i centralną Azją jest słaby i rozproszony powierzchniowo. W polu prędkości wiatru nie obserwuje się regionalnego maksimum w regionie Sajanów i Ałtaju, które jest widoczne w rozkładzie N_{JS} (zob. rys. 4a). Struga prądu przemieszczając się ku wschodowi obniża szerokość geograficzną i łączy się z EAJ (rys. 4b).

Sektor Pacyficzny (120°E – 120°W ; 20°N – 80°N)

Nad zachodnim Pacyfikiem struga NPJ ma przebieg równoleżnikowy (30 – 35°N) i jest silnie skoncentrowana wokół swojej osi. Strefa maksymalnych N_{JS} rozszerza się klinem nad Japonię, nad wyspę Honsiu. Wysoka rozdzielczość siatki pozwala zaobserwować zbieżność położenia strefy klina podwyższonych N_{JS} oraz pasma gór Hida (Alpy Japońskie) i rozciągniętych na północ wyspy łańcuchów gór (rys. 5a). Warto też wspomnieć o regionalnym maksimum N_{JS} nad górami na wyspie Kiusiu. Nad oceanem jet streaki pojawiają się najczęściej na odcinku 140 – 160°E . Strefa między 160 – 180°W cechuje się obniżoną liczbą JS. Rozdziela ona zachodnią część NPJ od wschodniej części o wyraźnie odmiennej strukturze przestrzennej. Na wschód od południka 180°W struga NPJ rozszerza się i kieruje ku północnemu wschodowi. Częstość jet streaków nad wschodnim Pacyfikiem jest znacznie niższa. Zwiększanie dyspersji szerokości geograficznej jet streaków w miarę zbliżania się do wybrzeży Ameryki Północnej wskazuje na zmienną pozycję osi prądu lub/ oraz rozdwojoną strukturę prądu (ang. *split flow*) nad wschodnim Pacyfikiem. Fakt dużej zmienności pozycji prądu strumieniowego nad wschodnim Pacyfikiem został potwierdzony w literaturze (Barton, Ellis 2009). Warto również zwrócić uwagę, że południowa granica STJ nad zachodnim Pacyfikiem jest „ostro” zaznaczona, w przeciwieństwie do wschodniej części Pacyfiku. Prąd strumieniowy „wchodząc” nad kontynent Ameryki Północnej tworzy lokalne maksima prędkości wiatru nad górami Skalistymi (rys. 5a). Wysoka częstość JS w wąskim pasie gór wywołuje wtórny efekt



Rys. 5. Analogicznie jak na rysunku 3 – sektor pacyficzny (120°E-120°W; 20°N-80°N).

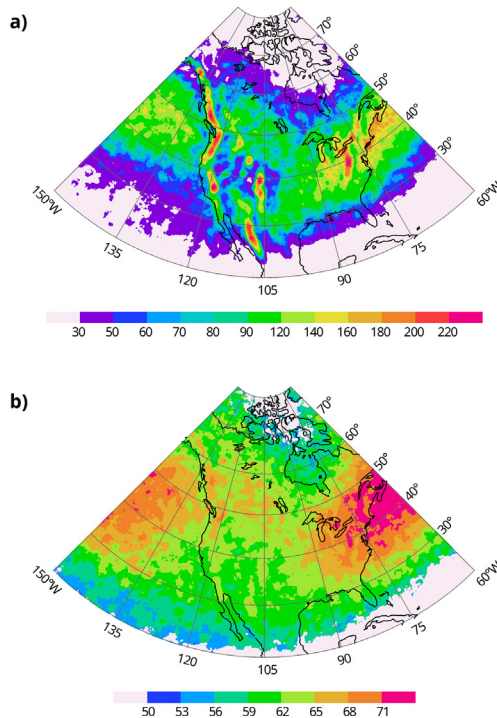
Fig. 5. As in Fig. 3 but for Pacific sector (120°E-120°W; 20°N-80°N).

w postaci „pasa ciszy” w strefie przybrzeżnej Pacyfiku, tj. obniżonej N_{JS} . Przyleganie „pasa ciszy” do strefy podwyższonej N_{JS} nad Górami Skalistymi wynika bezpośrednio z założeń metodologicznych, tj. w sytuacji, gdy dwa (lub więcej) jet streaki występują bliżej siebie niż 500 km, klasyfikowany jest tylko ten, który jest najsilniejszy. Analogiczny efekt jest widoczny też po obu stronach Alp Japońskich (rys. 5a).

Pole średnich V_{JSC} w strukturze NPJ wskazuje na wyraźnie zaznaczoną i silną strugę wiatrów tylko nad zachodnim Pacyfikiem. W tym regionie występują najsilniejsze na półkuli północnej jet streaki. Strefa średnich prędkości wiatru przekraczających 80 ms^{-1} przyjmuje kształt elipsy rozciągniętej wzdłuż równoleżnika 35°N nad zachodnim Pacyfikiem (rys. 5b). Warto zwrócić uwagę, że jet streaki występujące nad Japonią, związane przynajmniej częściowo z orografią, są nieco słabsze od układów JS nad otwartym oceanem, które są wynikiem transportu momentu pędu w komórce Hadleya. Oś elipsy maksymalnej prędkości wiatru sytuuje się m.in. nad południową częścią wyspy Honshu – w tym regionie obserwowano rekordowo wysokie prędkości wiatru (Reiter 1963). Najsilniejsze jet streaki grupują się między południkami 145°E i 170°E . Prąd pacyficzny na wschód od południka 170°W ulega rozproszeniu; w polu V_{JSC} pozostaje jedynie ślad nieznacznie podwyższonych prędkości wiatru (rys. 5b).

Sektor Ameryka Północna (150°W–60°W; 20°N–80°N)

Nad kontynentem Ameryki Północnej pole N_{JS} wskazuje na występowanie dwóch szlaków prądu strumieniowego: północnego oraz południowego, które mogą występować synchronicznie (ang. *split flow*) lub zamiennie. Struga północna często jest nazywana prądem polarnym, a południowa prądem podzwrotnikowym (Ahrens 2009). PFJ w polu częstości JS cechuje się większą zmiennością szerokości geograficznej w porównaniu z STJ (rys. 6a). Obie strugi są oddzielone pasem niskich częstości JS usytuowanym między 35° a 45°N. Ta strefa zmniejszonych N_{JS} w dużej części rozpościera się nad Płaskowyżem Kolorado. Od wschodu ten region jest ograniczony łańcuchem górskim, który jest częścią Gór Skalistych (ang. *Front Range*, *Sawatch Range*), generującym wąskie maksimum N_{JS} rozciągnięte wzdłuż południka 106°W. Wzdłuż zachodniego wybrzeża Ameryki Północnej można zaobserwować maksima N_{JS} nawiązujące wyraźnie do przebiegu: nadbrzeżnych gór Alaski (ang. *Chugach Mountains*), Gór Nadbrzeżnych Kanady (ang. *Coast Mountains of Canada*), Gór Kaskadowych, Sierra Nevada. W tym regionie widoczne jest odsunięcie strefy maksymalnych N_{JS} od linii brzegowej zgodnie z przebiegiem pasma górskiego oraz gór Sierra Madre Occidental w Meksyku (rys. 6a).



Rys. 6. Analogicznie jak na rysunku 3 – sektor Ameryka Północna (150°W–60°W; 20°N–80°N).

Fig. 6. As in Fig. 3 but for North America sector (150°W–60°W; 20°N–80°N).

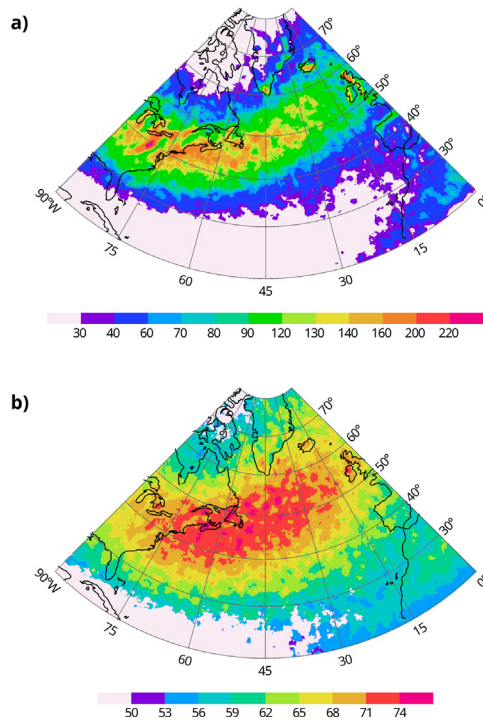
Na wschodzie Ameryki Północnej podwyższone częstości JS występują w regionie Apallachów. Zachodnia krawędź pasma Apallachów (ang. *Blue Ridge Mountains, Allegheny Plateau, Adirondack Mountains* przylegające od wschodu do jeziora Ontario) sprzyja tworzeniu jet streaków w górnej troposferze. Kolejna strefa maksymalnych częstości JS usytuowana jest wzdłuż linii brzegowej od Long Island do Półwyspu Nowa Szkocja. Orografia nie odgrywa istotnej roli w kształtowaniu jet streaków w tym regionie, natomiast dominuje czynnik związany z aktywnością wirów o skali synoptycznej. Jest to obszar o dużej aktywności cyklonalnej (Pinto i in. 2009).

Nad Ameryką Północną względnie silne jet streaki grupują się w odnodze północnej nad Kanadą (rys. 6b). Gałąź południowa zanika, co oznacza, że jet streaki przynależące do STJ są zdecydowanie słabsze. Zależność pola wiatru (V_{JSC}) od orografii jest słabiej rozpoznawalna w porównaniu z analogiczną zależnością pola częstości jet streaków. Prąd Atlantycki NAJ rozpoczyna się nad wschodnią częścią Ameryki Północnej w rejonie Wielkich Jezior (rys. 6b). Na wschód od Wielkich Jezior wpływ orografii oraz procesów makroskalowych powoduje wzrost średniej prędkości wiatru w centrum jet streak do wartości przewyższających 70 ms^{-1} . Warto też zauważyć, że struga NAJ nad wschodnim wybrzeżem Ameryki Północnej i zachodnim Atlantykiem koncentruje się w wyższych szerokościach geograficznych (oś prądu $40\text{-}45^\circ\text{N}$) w porównaniu ze strugą EAJ nad wschodnią Azją i zachodnim Pacyfikiem, której oś występuje między 30° a 35°N . Takie porównanie jest uzasadnione tym, że oba regiony geograficzne są obszarami łączenia strugi polarnej oraz podzwrotnikowej, które można zaobserwować na mapach terminowych (Limbach i in. 2012).

Sektor Atlantycki ($90^\circ\text{W}\text{-}0^\circ$; $20^\circ\text{N}\text{-}80^\circ\text{N}$)

Strefa podwyższonej częstości jet streaków rozciąga się nad północnym Atlantykiem od wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej (w pasie od Przylądka Hatteras do Nowej Fundlandii) i zanika u wybrzeży Islandii oraz Irlandii (rys. 7a). Południk 25°W można traktować jako umowną granicę, na wschód od której, na Atlantyku, liczba jet streaków zdecydowanie maleje. Taki rozkład N_{JS} pokrywa się ze szlakiem niżów atlantyckich i wskazuje na związek NAJ ze strefą baroklinową szerokości umiarkowanych. W strefie peryferyjnej prądu atlantyckiego, na północy, pojawia się maksimum N_{JS} nad południowym cyplem Grenlandii. Rolę orografii pokrywy lodowej Grenlandii w kształtowaniu dynamiki jet streaków podkreślają Geldenhuys i in. (2021). Na wschodzie lokalne maksima N_{JS} widoczne są nad Islandią, Szkocją oraz zachodnią Irlandią.

Należy podkreślić, że zwarty przestrzennie obszar podwyższonych częstości jet streaków niezwiązanych z orografią osiąga znaczne rozmiary w strefie wschodniego wybrzeża od Przylądka Hatteras do Półwyspu Nowa Szkocja (rys. 7a). Jest to region kontaktu prądu Labrador i Golsztromu, a więc również strefa znacznych kontrastów temperatury. Ten fakt potwierdza doniesienia o wyraźnym związku NAJ z wiatrem termicznym i transportem momentu pędu w zafalowanych strukturach frontu polarnego (Li, Wettstein 2012).



Rys. 7. Analogicznie jak na rysunku 3 – sektor atlantycki (90°W–0°; 20°N–80°N).

Fig. 7. As in Fig. 3 but for Atlantic sector (90°W–0°; 20°N–80°N).

Nad Atlantykiem strefa podwyższonych prędkości V_{JSC} grupuje słabsze, w porównaniu z Pacyfikiem, jet streaki. Również jej orientacja przestrzenna jest odmienna, tj. na Atlantyku rozciąga się z SW na NE (rys. 7b), a nad Pacyfikiem strefa silnych jet streaków ma układ równoleżnikowy. Położenie strefy podwyższonych wartości V_{JSC} oraz podwyższonych N_{JS} (rys. 7) na Atlantyku jest podobne do średniego klimatologicznego rozkładu prędkości wiatru na powierzchni 300 hPa w fazie NAO+ (Pinto i in. 2009). Oba rozkłady (V_{JSC} , N_{JS}) sugerują takie położenie średniego klimatologicznego jet streaka w strukturze NAO, że jego lewy sektor wyjścia (LF) jest usytuowany nad regionem występowania Niżu Islandzkiego (Serreze i in. 1997). Wskazuje to na istotną rolę jet streaków NAO w stymulowaniu aktywności tego ośrodka barycznego. Taką tezę potwierdzają inne badania (m.in. Degirmendzić 2011a).

Podsumowanie i dyskusja

Na mapie średnich prędkości wiatru w centrum jet streak (V_{JSC}) można wyróżnić dwie makrostruktury podzwrotnikowych prądów strumieniowych: NAAJ oraz EAJ (zob. rys. 3b-4b). Strefą graniczną, która oddziela te dwie makrostruktury jest obszar niezbyt

silnych jet streaków nad Himalajami, przy czym, jak wskazuje mapa N_{JS} (zob. rys. 4a), te niezbyt silne JS występują dość często. Dwie wspomniane makrostruktury STJ sytuują się po północnej stronie aktywnych komórek Hadleya: 1. najsilniejszej, rozwiniętej w strefie Indo-Pacyficznej pomiędzy 70° a 180°E (maksimum cyrkulacji południkowej w strefie $130\text{-}140^\circ\text{E}$) oraz 2. słabszej nad Afryką, gdzie występuje izolowana komórka cyrkulacji południkowej (Galanti i in. 2019). Komórka Indo-Pacyficzna Hadleya wyraźnie determinuje pozycję EAJ – maksimum N_{JS} występuje między południkami $130\text{-}160^\circ\text{E}$, natomiast maksima V_{JSC} są przesunięte bardziej na wschód. Północny zasięg słabszej komórki Hadleya nad północną Afryką, Oceanem Indyjskim i Półwyspem Dekan koreluje z pozycją prądu NAAJ. Oprócz przestrzennej koincydencji północnych zasięgów komórek Hadleya z występowaniem NAAJ i EAJ, o ich podzwrotnikowym charakterze świadczy również wąski kształt strugi oraz jej równoleżnikowy przebieg (rys. 3-4). Te dwie cechy odróżniają prądy NAAJ oraz EAJ od prądu atlantyckiego NAJ oraz wschodniej części NPJ. Inna morfologia NAJ może być związana z jego genezą. Wielu autorów wskazuje na jego związek z polarną strefą baroklinową (m.in. Li, Wettstein 2012). Natomiast prąd pacyficzny (NPJ) jest kształtowany przez oba procesy, tzn. transport momentu pędu zarówno w cyrkulacji termicznej Hadleya, jak również w strukturach falowych frontu polarnego (Li, Wettstein 2012). Rozproszony charakter strugi NPJ nad wschodnim Pacyfikiem (rys. 5) wynika m.in. z występowania rozdzielonych struktur prądu (ang. *split flow*) w ujemnej fazie oscylacji PNA (Barton, Ellis 2009).

Warto zwrócić uwagę także na północną gałąź prądu nad Ameryką Północną, klasyfikowaną w literaturze jako PFJ, która jest dość wyraźnie zaznaczona na obu rozkładach N_{JS} oraz V_{JSC} (rys. 6). Dla porównania, południowa gałąź prądu nad Ameryką Północną zanika w polu średniej prędkości V_{JSC} (rys. 6b). Świadczy to o tym, że jet streaki osadzone w tym odgałęzieniu są słabsze od układów JS występujących w gałęzi polarnej.

Struga PFJ nad środkową i północną Europą oraz nad północną i centralną Azją ma charakter rozproszony, co wskazuje na dużą zmienność pozycji jet streaków. Mimo to strefa prądu strumieniowego nad tym regionem jest wyraźnie oddzielona od makrostruktury podzwrotnikowej NAAJ-EAJ.

Dzięki zastosowaniu bazy ERA5 o wysokiej rozdzielczości przestrzennej, zaobserwowano w obrębie makrostruktur prądów wymienionych powyżej jet streaki związane z oddziaływaniem procesów lokalnych, stymulowanych przez rzeźbę terenu. Zidentyfikowano obszary górskie, które w wyniku interakcji z hemisferycznym prądem strumieniowym przyczyniają się do formowania układów jet streak. Są to następujące obszary: góry Zagros, Himalaje, góry północno-wschodniej Birmy, Sajany, Altaj, Góry Skandynawskie, Alpy, Pireneje, góry Szkocji, Islandii oraz zachodniej Irlandii, Alpy Japońskie, góry na wyspie Kiusiu, nadbrzeżne góry Alaski (ang. *Chugach Mountains*) i Kanady (ang. *Coast Mountains of Canada*), Góry Kaskadowe, Sierra Nevada, Sierra Madre Occidental, pasma Apallachów (ang. *Blue Ridge Mountains, Allegheny Plateau, Adirondack Mountains*) oraz wzniesienia pokrywy lodowej południowego cypla Grenlandii. Geldenhuys i in. (2021) również wskazują na Grenlandię i Skandynawię jako na regiony występowania jet streaków modyfikowanych przez orografię. Autorzy typują także inne regiony świata jako

potencjalnie użyteczne do badań interakcji jet streak–orografia, mianowicie: Antarktydę, Amerykę Południową oraz Nową Zelandię. Warto podkreślić, że cyrkulacja związana z jet streakami, które rozwijają się nad obszarami gór i wzniesień, różni się istotnie od tej, która występuje w sąsiedztwie jet streaków nad terenem płaskim. Przepływ powietrza nad obszarem wyniesionym podlega kompresji. Zmianie ulega horyzontalne i pionowe pole wiatru, w wyniku czego w strefie wyjścia takiego jet streaka rozwija się niezerównoważony przepływ geostroficzny. W rezultacie wzmacniana jest cyrkulacja ageostroficzna, generowane są fale grawitacyjne oraz intensyfikuje się przepływ dywergencyntny związany z jet streak (Uccellini, Kocin 1987; Geldenhuys i in. 2021).

Zaprezentowana metoda detekcji jet streaków, a tym samym delimitacji najważniejszych struktur prądu strumieniowego, oparta jest na macyry sferycznej o stałym promieniu $R = 500$ km, która, co warto podkreślić, wykorzystuje macierz odległości rzeczywistych, a nie liczonych w wartościach „gridowych” reanalizy. Taka macyry „preferuje” struktury o skali przestrzennej od mezo-alfa do makro, co oznacza, że identyfikuje większość takich struktur. Natomiast lokalne maksima prędkości wiatru o mniejszej skali przestrzennej, które tworzą gęste skupiska (zob. rys. 2), podlegają selekcji, tj. identyfikowane są tylko te najsilniejsze oraz odległe od siebie o co najmniej wartość R . Ta właściwość macyry ogranicza istotnie udział *small scale wind features* w ogólnej liczbie wykrytych jet streaków. Własności tej nie mają macyry lat×lon, które wykorzystuje się w analizach rozmieszczenia prądów strumieniowych (Zhang i in. 2008; Ren i in. 2011). Takie analizy mogą zawierać błędy systematyczne wynikające z uzależnienia skali przestrzennej wykrywanej struktury (tj. lokalnego maksimum wiatru) od szerokości geograficznej, a tym samym od rozmiaru macyry lat×lon, co może utrudniać na przykład porównywanie odnogi północnej oraz południowej prądu strumieniowego w sytuacji rozdzielonego przepływu.

Macyry SC, przedstawiona w niniejszej pracy, zostanie wykorzystana jako integralna część składowa procedury detekcji rdzenia prądu strumieniowego w domenie 3D, w przyszłych badaniach dotyczących zmian klimatycznych prądów strumieniowych w górnej troposferze.

Podziękowania

Autor składa serdeczne podziękowania dr. Michałowi Maroszowi za opracowanie skryptu R wykorzystanego do konstrukcji rozkładów wiatru zaprezentowanych na rysunku 2 oraz dr. Aleksandrowi Szmidtowowi za graficzne przedstawienie rozkładu gridów macyry SC (rys. 1).

L i t e r a t u r a

- Abish B., Joseph P.V., Johannessen O.M., 2015, Climate change in the subtropical jet stream during 1950-2009, *Advances in Atmospheric Sciences*, 32 (1), 140-148, DOI: 10.1007/s00376-014-4156-6.
- Ahrens D., 2009, *Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*, Brooks/Cole Cengage Learning, 9th edition, 549 s.
- Archer C.L., Caldeira K., 2008a, Historical trends in the jet streams, *Geophysical Research Letters*, 35 (8), 1-6, DOI: 10.1029/2008GL033614.
- Archer C.L., Caldeira K., 2008b, Reply to comment by Courtenay Strong and Robert E. Davis on "Historical trends in the jet streams", *Geophysical Research Letters*, 35 (24), DOI: 10.1029/2008GL035114.
- Barnes E.A., Screen J.A., 2015, The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it?, *WIREs Clim Change*, 6 (3), 277-286, DOI: 10.1002/wcc.337.
- Barton N.P., Ellis A.W., 2009, Variability in wintertime position and strength of the North Pacific jet stream as represented by re-analysis data, *International Journal of Climatology*, 29 (6), 851-862, DOI: 10.1002/joc.1750.
- Beebe R.G., Bates F.C., 1955, A mechanism for assisting in the release of convective stability, *Monthly Weather Review*, 83, 1-10, DOI: 10.1175/1520-0493(1955)083<0001:AMFAIT>2.0.CO;2.
- Belmecheri S., Babst F., Hudson A.R., Betancourt J., Trouet V., 2017, Northern Hemisphere jet stream position indices as diagnostic tools for climate and ecosystem dynamics, *Earth Interactions*, 21 (8), 1-23, DOI: 10.1175/EI-D-16-0023.1.
- Blanchard D.O., Cotton W.R., Brown J.M., 1998, Mesoscale circulation growth under conditions of weak inertial instability, *Monthly Weather Review*, 126, 118-140.
- Chenoli S.N., Ahmad Mazuki M.Y., Turner J., Samah A.A., 2017, Historical and projected changes in the Southern Hemisphere Sub-tropical Jet during winter from the CMIP5 models, *Climate Dynamics*, 48, 661-681, DOI: 10.1007/s00382-016-3102-y.
- Clark A.J., Schaffer C.J., Gallus W.A. Jr., Johnson O'Mara K., 2009, Climatology of storm reports relative to upper-level jet streaks, *Weather and Forecasting*, 24, 1032-1051, DOI: 10.1175/2009WAF2222216.1.
- Degirmendzić J., 2000, Zmiany poziomego zasięgu i aktywności Wyżu Azjatyckiego w chłodnej połowie roku, *Czasopismo Geograficzne*, LXXI (1), 53-66.
- Degirmendzić J., 2011a, Rozkład przestrzenny kwadrantów jet streak w górnej troposferze w okresach dodatniej oraz ujemnej fazy NAO, *Przegląd Geofizyczny*, LVI (3-4), 149-170.
- Degirmendzić J., 2011b, Wpływ górnotroposferycznych prądów strumieniowych na rozkład przestrzenny niżów barycznych nad Europą, *Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego*, 332 s.
- Degirmendzić J., 2021, A 45-year climatology of extratropical cyclone locations relative to upper-level jet streak determined by an automatic procedure, *International Journal of Climatology*, 41 (11), 5143-5158, DOI: 10.1002/joc.7121.
- Galanti E., Raiter D., Kaspi Y., Tziperman E., 2019, The longitudinally-dependent Hadley circulation: seasonality and interannual variability, *maszynopis (submitted to Journal of Climate)*.
- Gallego D., Ribera P., Garcia-Herrera R., Hernandez E., Gimeno L., 2005, A new look for the Southern Hemisphere jet stream, *Climate Dynamics*, 24, 607-621, DOI: 10.1007/s00382-005-0006-7.

- Geldenhuys M., Preusse P., Krisch I., Zülicke Ch., Ungermann J., Ern M., Friedl-Vallon F., Riese M., 2021, Orographically induced spontaneous imbalance within the jet causing a large-scale gravity wave event, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21 (13), 10393-10412, DOI: 10.5194/acp-21-10393-2021.
- Harnack R.P., Quinlan J.S., 1989, Association of jet streaks and vorticity advection pattern with severe thunderstorms in the northeastern United States, *National Weather Digest*, 14, 5-12.
- Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Biavati G., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Rozum I., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D., Thépaut J.-N., 2018, ERA5 hourly data on pressure levels from 1959 to present, Copernicus Climate Change Service (C3S), Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.bd0915c6.
- Koch P., Wernli H., Davies H.C., 2006, An event-based jet-stream climatology and typology, *International Journal of Climatology*, 26 (3), 283-301, DOI: 10.1002/joc.1255.
- Lee S., Kim H.-K., 2003, The dynamical relationship between subtropical and eddy-driven jets, *Journal of Atmospheric Sciences*, 60 (12), 1490-1503, DOI: 10.1175/1520-0469(2003)060<1490:TDRB-SA>2.0.CO;2.
- Li C., Wettstein J.J., 2012, Thermally driven and eddy-driven jet variability in reanalysis, *Journal of Climate*, 25, 1587-1596, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00145.1.
- Limbach S., Schömer E., Wernli H., 2012, Detection, tracking and event localization of jet stream features in 4-D atmospheric data, *Geoscientific Model Development*, 5 (2), 457-470, DOI: 10.5194/gmd-5-457-2012.
- Manney G.L., Hegglin M.I., 2018, Seasonal and regional variations of long-term changes in upper-tropospheric jets from reanalyses, *Journal of Climate*, 31 (1), 423-448, DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0303.1.
- Manney G.L., Hegglin M.I., Daffer W.H., Schwartz M.J., Santee M.L., Pawson S., 2014, Climatology of Upper Tropospheric-Lower Stratospheric (UTLS) Jets and Tropopause in MERRA, *Journal of Climate*, 27 (9), 3248-3271, DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00243.1.
- Molnos S., Mamdough T., Petri S., Nocke T., Weinkauff T., Coumou D., 2017, A network-based detection scheme for the jet stream core, *Earth System Dynamics*, 8 (1), 75-89, DOI: 10.5194/esd-8-75-2017.
- Orlanski I., 1975, A subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527-530.
- Pena-Ortiz C., Gallego D., Ribera P., Ordonez P., Alvarez-Castro M.D.C., 2013, Observed trends in the global jet stream characteristics during the second half of the 20th century, *Journal of Geophysical Research. Atmosphere*, 118 (7), 2702-2713, DOI: 10.1002/jgrd.50305.
- Pielke R.A. Sr., 2013, *Climate Vulnerability: Understanding and Addressing Threats to Essential Resources*, Academic Press, 1570 s.
- Pinto J.G., Zacharias S., Fink A.H., Leckebusch G.C., Ulbrich U., 2009, Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO, *Climate Dynamics*, 32, 711-737, DOI: 10.1007/s00382-008-0396-4.
- Reiter E.R., 1963, *Jet-stream meteorology*, University Press, Chicago, 515 s.
- Ren X., Yang X., Zhou T., Fang J., 2011, Diagnostic comparison of wintertime East Asian Subtropical Jet and Polar-Front Jet: large-scale characteristics and transient eddy activities, *Acta Meteorologica Sinica*, 25 (1), 21-33, DOI: 10.1007/s13351-011-0002-2.

- Schiemann R., Lüthi D., Schär Ch., 2009, Seasonality and interannual variability of the westerly jet in the Tibetan Plateau region, *Journal of Climate*, 22 (11), 2940-2957, DOI: 10.1175/2008JCLI2625.1.
- Serreze M.C., Carse F., Barry R.G., Rogers J.C., 1997, Icelandic Low Cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation, *Journal of Climate*, 10 (3), 453-464, DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<0453:IL-CAFC>2.0.CO;2.
- Shaffie S., Mozaffari G.A., Khosravi Y., 2021, Climatic analysis of effective jet streams frequency on extreme precipitations in west of Iran, *Journal of Water and Climate Change*, 12 (3), 787-800, DOI: 10.2166/wcc.2020.284.
- Strong C., Davis R.E., 2007, Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133 (629), 2109-2115, DOI: 10.1002/qj.171.
- Strong C., Davis R.E., 2008, Comment on "Historical trends in the jet streams" by Cristina L. Archer and Ken Caldeira, *Geophysical Research Letters*, 35 (24), DOI: 10.1029/2008GL034829.
- Szymczak R.K., Pyka M.K., Grzywacz T., Marosz M., Naczyk M., Sawicka M., 2021, Comparison of environmental conditions on summits of Mount Everest and K2 in climbing and midwinter seasons, *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 18 (6), 3040, 1-12, DOI: 10.3390/ijerph18063040.
- Thapa U.K., St. George S., Trouet V., 2020, Poleward excursions by the Himalayan subtropical jet over the past four centuries, *Geophysical Research Letters*, 47 (22), 1-10, DOI: 10.1029/2020GL089631.
- Uccellini L.W., Kocin P.J., 1987, The interaction of jet streak circulation during heavy snow events along the coast of the United States, *Weather and Forecasting*, 2, 289-308, DOI: 10.1175/1520-0434(1987)002<0289:TIOJSC>2.0.CO;2.
- White R., Battisti D., 2015, Topographic impacts on jet streams and storm tracks: the Mongolian mountains matter, *Geophysical Research Abstracts*, 17, EGU2015, 3495, EGU General Assembly.
- Zhang Y., Wang D., Ren X., 2008, Seasonal variation of the meridional wind in the temperate jet stream and its relationship to the Asian monsoon, *Journal of Meteorological Research*, 22 (4), 446-454
- Zolotov S.Y., Ippolitov I.I., Loginov S.V., 2018, Characteristics of the subtropical jet stream over the North Atlantic from reanalysis data, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* 211-012005 IOP, DOI: 10.1088/1755-1315/211/1/012005.

S t r e s z c z e n i e

Celem analizy jest delimitacja górnotroposferycznych prądów strumieniowych w polach wiatru o wysokiej rozdzielczości przestrzennej. Wykorzystano 6-godzinne pola wiatru (U , V) na powierzchni 300 hPa o rozdzielczości $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ z bazy ERA5. Analiza dotyczy zakresu $0-90^\circ\text{N}$, sezonu zimowego oraz 40-lecia 1981-2020. Procedura polega na wyznaczeniu pozycji tzw. jet streaków, czyli regionów o najwyższym potencjale cyklogenetycznym osadzonych w osi prądu strumieniowego. Określono pozycję geograficzną gridów centralnych jet streaków oraz prędkość wiatru w tych gridach. Punkt centralny jet streak (JSC) zdefiniowano jako lokalne maksimum prędkości wiatru. Identyfikując JSC zastosowano matrycę sferyczną o stałym promieniu $R = 500$ km. Nie wykorzystano matrycy $\text{lat} \times \text{lon}$, ponieważ zmniejsza ona swoje rozmiary ku biegunowi, co powoduje zwiększenie

udziału *small-scale wind features* w ogólnej liczbie wykrytych jet streaków w szerokościach okołobiegunowych.

Wykryto 311712 jet streaków. Wyniki analizy przedstawiono na mapach częstości jet streaków oraz średniej prędkości wiatru w *JSC*. Makroskalowa struktura prądów strumieniowych tworzy układ spirali ze strefą wejścia nad Afryką i strefą wyjścia nad północną Europą. Wśród podzwrotnikowych prądów strumieniowych można wyróżnić: NAAJ (North Africa-Asian Jet) oraz EAJ (East Asian Jet). Strefą graniczną jest obszar niezbyt silnych jet streaków nad Himalajami. Te strumienie są wąskie i mają równoleżnikowy przebieg. Prądy strumieniowe nad wschodnim Pacyfikiem (wschodnia część NPJ) oraz nad Atlantykiem (NAJ) cechują się większą dyspersją szerokości geograficznej, co przejawia się poszerzeniem strugi na mapach klimatycznych oraz mają orientację WSW - ENE. Nad kontynentami widać wyraźny podział na dwa strumienie: polarny (w wyższych szerokościach geograficznych) oraz podzwrotnikowy. Strumień polarny nad środkową i północną Eurazją oraz strumień podzwrotnikowy nad Ameryką Północną mają epizodyczny charakter. Odnoga widoczna poniżej 35°N nad Ameryką zanika w polu prędkości. Prąd strumieniowy nad zachodnim Pacyfikiem - EAJ (lub zachodnia część NPJ) jest najsilniejszy spośród wszystkich makroskalowych struktur na półkuli północnej. Zidentyfikowano obszary górskie, które w wyniku interakcji z hemisferycznym prądem strumieniowym przyczyniają się do formowania układów jet streak. Przedstawiona metoda pozwala na precyzyjną identyfikację stref prądów strumieniowych o największym potencjale cyklogenetycznym.

Słowa kluczowe: delimitacja, prąd strumieniowy, jet streak, matryca sferyczna, półkula północna, orografia.

S u m m a r y

The aim of this research is an attempt at delimiting the upper tropospheric jet streams based on high resolution ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$) wind fields from ERA5. The procedure is intended to position the jet streaks (JS), i.e. regions cyclogenetically active, embedded within a jet stream. The geographic coordinates of JS-central grid (*JSC*) and also wind speed in that grid are specified. The analysis: extends for the winter seasons of 1981-2020, is applied to the 300-hPa level and covers the Northern Hemisphere. Jet streak center (*JSC*) is defined as a local wind maximum. It meets the following criteria: 1. wind speed in *JSC* $\geq 50 \text{ ms}^{-1}$, 2. wind speed at every other grid, situated no further then 500 km from the *JSC* \leq wind speed at *JSC*. The spherical cap matrix with constant radius equal to 500 km was used for the *JSC* detection. The lat \times lon matrices are not applicable because their dimension decreases with increasing latitude - therefore they have an ability to detect an excessive number of small-scale wind features in high latitudes. It is an undesirable property because smaller than meso-alfa wind features cannot be classified as jet streaks. *JSC* points were identified on 6-hourly maps. A total number of 311 712 jet streak centers were inventoried. The results of the analysis are presented on the *JSC* frequency map and average *JSC* wind speed map. The local impact of orography was also identified on the *JSC* frequency maps.

Macro-structure of jet streams reveals spiral-like shape with entrance region over Africa and exit region over the northern Europe. NAAJ (North Africa-Asian Jet) and EAJ (East Asian Jet) represent subtropical jet stream. Separation zone is formed from weakly active jet streaks over Himalaya. NAAJ and EAJ are relatively narrow and zonally oriented. Variability in jet stream latitude is higher over the eastern Pacific (eastern part of NPJ) and Atlantic (NAJ), which is manifested as a widening of the jet stream flow. In these two geographic regions the jet flow is WSW - ENE oriented. There is a clear division into two streams over the continents: polar in higher latitudes and subtropical. PFJ over the middle and northern Europe and STJ branch over the North America are episodic in nature. The last one, visible below 35°N in *JSC* frequency field, vanishes in *JSC* wind speed field. The jet stream over the western Pacific (EAJ/the western part of NPJ) is the strongest of all macro-scale structures in the Northern Hemisphere.

Mountain areas that contribute to the formation of jet streaks by interaction with the hemispheric jet stream have been identified. These areas are as follows: Zagros Mountains, Himalayas, mountains of north-eastern Burma, Sayan and Altai Mountains, Scandinavian Mountains, Alps, Pyrenees, mountains of Scotland, Iceland and western Ireland, Japanese Alps, Kyushu Mountains, Chugach Mountains (Alaska), Coast Mountains of Canada, Cascade Range, Sierra Nevada, Sierra Madre Occidental, Appalachian Mountains (Blue Ridge Mountains, Allegheny Plateau, Adirondack Mountains) and the ice cap of southern tip of Greenland.

This study presents a novel approach that enables the accurate detection of the jet streaks. It will be used in future research focusing on the contemporary changes in the position and activity of the upper tropospheric jet streams.

Key words: delimitation, jet stream, jet streak, spherical cap matrix, Northern Hemisphere, orography.